

観測データの併合処理による震源再決定 - 東北大学 微小地震観測網および防災科学技術研究所関東・東 海地殻活動観測網

著者	大久保 正, 海野 徳仁, 長谷川 昭
雑誌名	防災科学技術研究所 研究報告
巻	56
ページ	33-48
発行年	1996-02
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00001071

観測データの併合処理による震源再決定

—東北大学微小地震観測網および防災科学技術研究所関東・東海地殻活動観測網—

大久保正*・海野徳仁**・長谷川昭**

Hypocenter Relocation by Data Processing Using a Combined Network —the Seismic Network of Tohoku University and the Kanto-Tokai Observational Network of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention—

By

Tadashi OHKUBO*, Norihito UMINO** and Akira HASEGAWA**

**National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention*

***Observation center for Prediction of Earthquakes and Volcanoes, Faculty of Science, Tohoku University*

Abstract

Hypocenter relocation was executed by combining the network data of Tohoku University and those of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, for the area covering the northern Kanto and the southern Tohoku districts. This area corresponds to the boundary between both networks. The relocation caused an improvement in the accuracy of detecting the hypocenters, especially for earthquakes deeper than 200km, and a clarification in the pattern of earthquake distributions and clusters.

The distribution pattern of the relocated deep earthquakes indicates a smooth extension of the upper layer of the double-planed deep seismic zone. In the Kanto district, a seismic gap is found in the depth range between about 300km and 370km. In the Southern Kanto area, a dense cluster is found in the depth range between about 340km and 410km, around which the inclination of the seismic plane slightly decreases. The relocated double-planed zone indicates an extension into almost the same depth range as that previously reported, but it gives a different inclination in the depths greater than 180km.

Finally, an improved contour map for the upper surface of the double-planed seismic zone is proposed.

キーワード：震源再決定 (hypocenter relocation), 観測網 (seismic network), サイスマテクトニクス (seismotectonics), 太平洋プレート (Pacific plate)

1. はじめに

防災科学技術研究所 (国立防災科学技術センターより改組, 以下防災科研という) では, 関東・東海地域において地震予知のための微小地震観測網を展開してきた (浜田ほか, 1982). 観測網の整備は, 昭和53年度から6カ年計画で実施され, 最終年度には従来の観測点も含め約70点が整備された. この結果, 関東地方から東海地方にかけての観測網内では, マグニチュード2以上の地

震はほぼもれなく震源決定できるようになった (松村, 1984; 大久保, 1984). 得られた高精度な震源データに基づいた研究が展開され, 関東・東海地域のプレートの3次元関わり合いが解明されつつある (笠原, 1985; Ishida, 1992). しかし, 観測網の配置が東西方向に広がっているため, 観測網から外れた領域では南北方向の震源決定精度が劣っており, 観測網北端の日光・足尾付近や, 福島県沖から茨城県沖にかけての海域では精度良く震源を求めることができなかった.

一方, 東北大学理学部地震予知・噴火予知観測センター (以下東北大という) では, 東北地方に微小地震観測網を展開しており, これらの東北大学の観測点に隣接観測

*防災科学研究所 地震予知研究センター 地震前兆解析研究室

**東北大学理学部地震予知・噴火予知観測センター

網間のデータ交換によりテレメタリングされている北海道大学、弘前大学、東京大学地震研究所の観測点のデータを加えると、南北 800 km にわたる広大な地域をカバーしている（長谷川ほか，1983）。この観測網により、東北地方内陸部においてはおよそマグニチュード 2 以上の地震がもれなく震源決定され（海野，1988）、また、例えば東北日本弧における二重深発地震面の構造が詳しく調べられている（Hasegawa *et al.*, 1978；海野・長谷川，1975；海野・長谷川，1982；海野，1988）。しかし、観測網から外れる北関東やその海域等では十分な精度で震源を求めることが難しかった。

このように、関東北部から東北地方南部にかけての地域は、ちょうど上記二つの観測網の境界に当たっているため震源決定における誤差が大きく、震源位置の系統的なズレも生じていると考えられる。この境界域にあたる、福島県沖から茨城県沖にかけては地震活動が活発な地域であり、M 7 級の地震が約 20～30 年周期で発生している。したがって、この地域に発生する地震の予知研究の上でも、震源決定精度を上げ、沈み込み帯での地震の活動様式とプレート運動との関連を調べるための正確な情報を提示することは重要な課題である。両観測網のデータを併合して震源決定を行えばこの地域は一つの観測網内として扱われることになり、震源決定精度が格段に向上することが期待できる。このような併合処理は、北海道大学、弘前大学および東北大学の各観測網のデータを用いて、北海道および東北地方の境界領域に対して既に

実施され、その効果が確認されている（長谷川ほか，1983）。ここでは、2つの観測網の高精度検測データを併合処理し、その併合処理結果について検討することとする。

2. 関東地方北部および東北地方南部の地震の震源再決定

図 1 に防災科研の微小地震観測網の観測点配置を示す。観測点数は 1987 年度で 70 点であり、およそ 400 km×300 km の領域をカバーしている。観測網内での各観測点間の平均距離は約 20 km である。図 2 に東北大学の微小地震観測網の観測点配置を示す。観測点数は、データ交換によるものを含め 70 点で、北海道南部から関東地方北部にかけての南北およそ 800 km の領域をカバーしている。防災科研で 1 年間に震源決定される微小地震の数は約 10,000 個で、気象庁による大中小地震の震源の数十年分に相当する。東北大においても 1 年間に約 12,000 個の微小地震が震源決定されている。関東地方北部および東北地方南部に発生した微小地震のなかには、東北大、防災科研の観測網でそれぞれ重複して震源決定されている地震も相当数に上ると思われる。この地域で発生する地震の併合処理を試みるために、まず、境界域の地震について検測データのつき合せを行った。対象とした領域は、北緯 36 度から 38 度、東経 137 度から 142 度である。東北大および防災科研で震源決定された地震の発震時刻が ± 2 秒以内であればほとんどの地震を対応させること

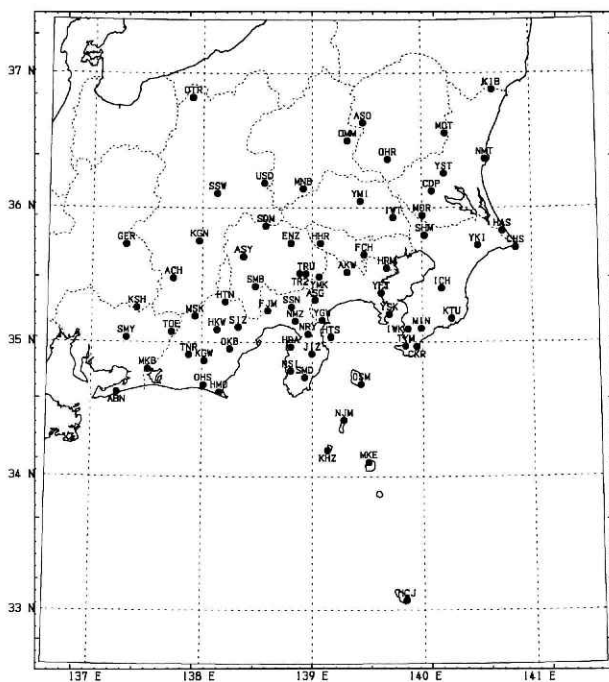


図 1 防災科学技術研究所の微小地震観測網

Fig. 1 Locations of the observation stations of the seismic network of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED).

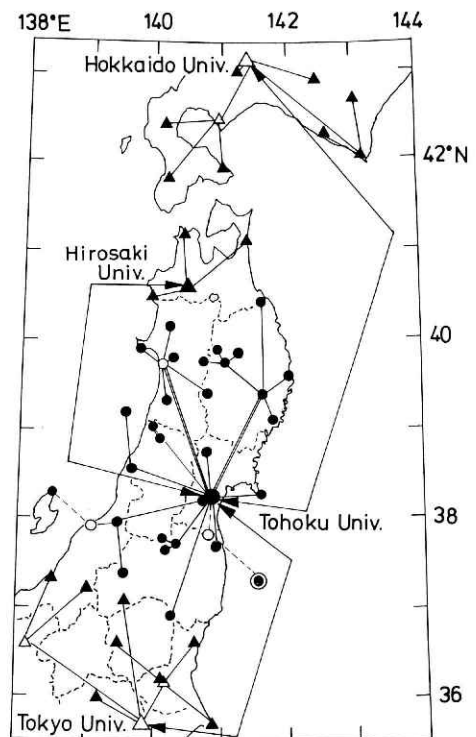


図 2 東北大学の微小地震観測網（長谷川ほか，1983）

Fig. 2 Locations of the observation stations of the seismic network of Tohoku University(after Hasegawa *et al.*, 1983).

ができるが、可能な限り双方の観測データを対応させるため、ここでは±20秒以内のものを同じ地震と見なすことにした。このようにして、1981年から1987年までの7年間の観測データの併合処理を行い、総数15,000個余りのデータセットを抽出し、その震源の再決定を行った。

震源再決定には東北大のルーチン処理に使用している地震波速度構造および震源決定方法 (Hasegawa *et al.*, 1978) を用いた。この構造は、関東・東海地方の震源決定において笠原 (1985) も採用しているため、関東～東北地方の両地域にまたがる解析を進める上で妥当な構造モデルのひとつと考えられる。東北地方から関東・東海地方にわたる広大な地域の観測点のデータを用いるため、震源決定に用いた観測データには震源距離に反比例する重みをつけて震源計算を行い、残差の大きい観測データを順次除きながら震源計算を繰り返した。また、本論文では、マグニチュードは、東北大のルーチン処理

で決定されたマグニチュードを用いることとする。東北大のマグニチュードは振動継続時間 (例えば津村, 1967) を用いて求めており、防災科研では最大速度振幅から渡辺 (1971) の式により求めている。両者のマグニチュードの関係は興味深い。前述のように両方の観測網の間の領域内に発生した地震について精度良い震源決定を行うことが目的であるので、本稿では触れない。

図3に1987年1月から12月までの1年間の震央分布図を示す。それぞれ、(a)防災科研震源、(b)東北大震源、(c)再決定震源である。防災科研の震央分布では、北緯37.5度付近から北側の領域や福島県沖では決定されている地震が少ない。これは、防災科研の観測網の北端の観測点が北茨城 (36.8777°N, 140.6578°E) であるため、これより北側では地震の検知能力が低いためである。東北大の震央分布では、福島県沖の地震も多く決まっており、福島県沖から茨城県沖にかけてブロック状の震央分

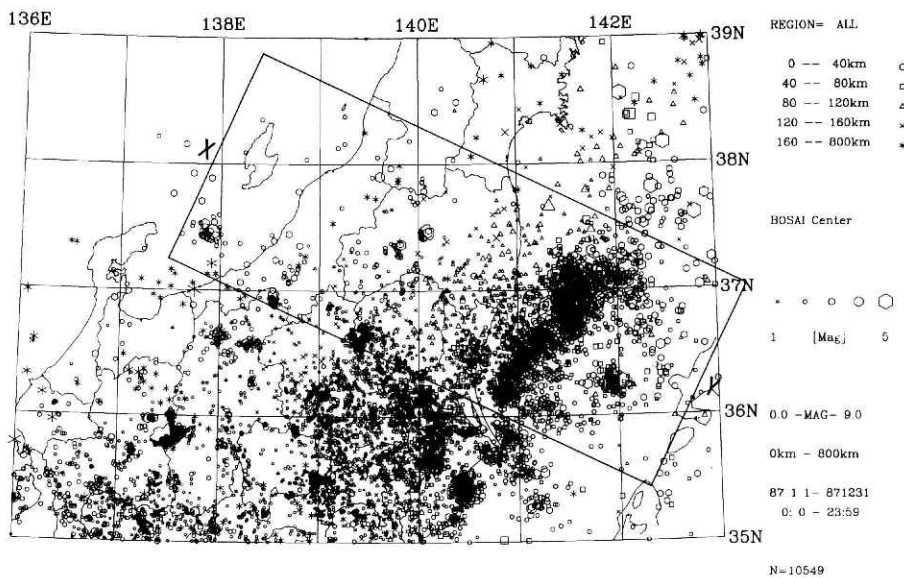


図3(a) 1987年1年間の防災科学技術研究所の定常観測による震源分布図

Fig. 3(a) Hypocenter distribution of earthquakes located by the seismic network of NIED for the period from January to December, 1987.

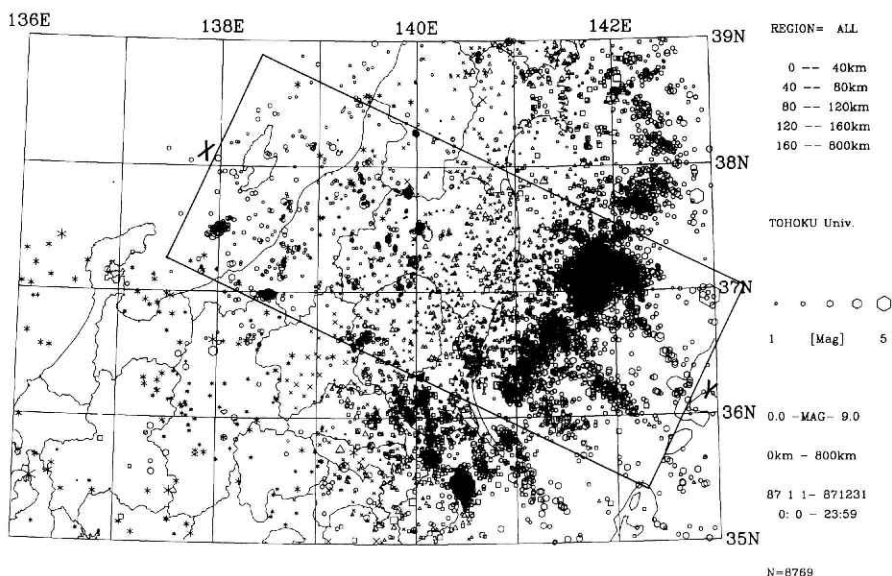


図3(b) 1987年1年間の東北大学の定常観測による震源分布図

Fig. 3(b) Hypocenter distribution of earthquakes located by the seismic network of Tohoku University for the period from January to December, 1987.

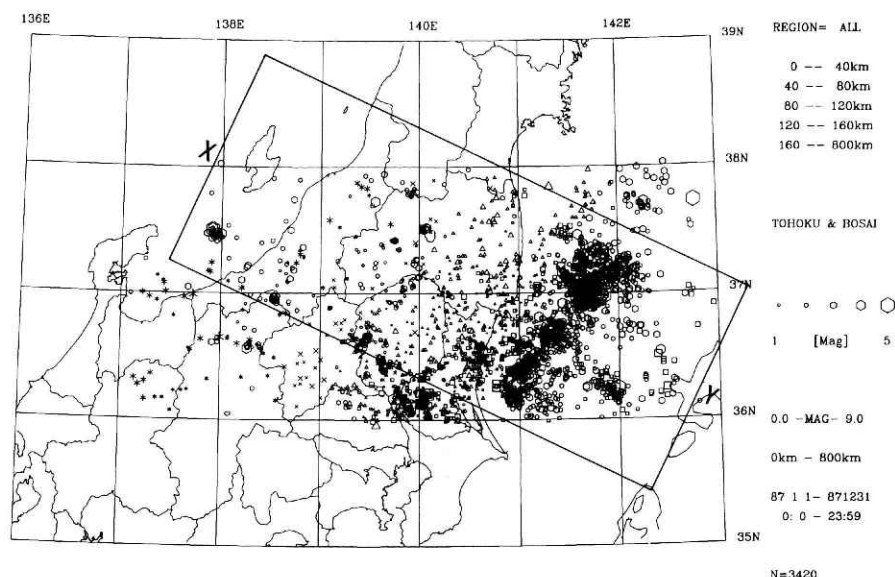


図3(c) 1987年1年間の両機関の併合処理によって得られた震源分布図

Fig. 3(c) Hypocenter distribution of earthquakes relocated by combining both networks of Tohoku university and NIED for the period from January to December, 1987.

布が見られる。また、茨城県沖の海溝よりの領域では海溝軸に直交するような顕著な線状の配列が見られる。長野県や岐阜県など東経139度より西側では決定されている地震が少ない。一方、再決定震源では両者に共通した地震だけのためそれぞれの領域から外れた北東側、南西側では決定された地震数が少なくなっているが、それぞれのクラスター毎のまとまりは良くなっている。再決定震源の主な特徴をあげると、1)新潟県沖の地震は東北大震源では北東-南西方向に延びた棒状の分布をなし、一方、防災科研震源では広くばらついていたものが狭い地域にまとまっている。2)長野県北部の地震は、防災科研震源と比較して大きな差はないが、東北大震源と比較すると東側の一カ所に集中するようになっている。3)福島県の猪苗代湖周辺の地震は、防災科研震源に比べ北へ移動し、東北大震源と良く一致し、よりまとまる傾向にある。4)茨城県沖から福島県沖にかけての地震では、防災科研震源に比べ大きな変化はないが海溝軸に平行な3つ

の塊がみられ、東北大震源では線状に見えた震央分布がそれほど顕著ではなくなっている。5)福島県いわき沖の地震は、防災科研震源に比べ北へ移動し、かつ東北大震源に比べ西側へ移動し、北緯37°付近にまとまるようになった。

図4(a)~(c)に図3(a)~(c)の各々の枠で囲んだ海溝軸に直交する幅200km、長さ500kmの領域内の地震の鉛直断面を示す。ここでは、震源決定されたデータのうち精度の悪いものは除いている。選択条件は発震時刻の誤差1.5秒以内、緯度・経度の誤差0.1度以内、深さの誤差20km以内、観測点数4点以上である。

防災科研震源では深さ方向にかなりバラつきが目立ち、二重深発地震面の形状も明瞭ではない。40km以浅で水平に4本の直線状分布が見られるが、これは防災科研のルーチン処理に使用している震源決定方法では、計算途中で深さが負になった場合に深さを5, 15, 25, 35kmのどれかに固定するためである(鶴川ら, 1984)。東

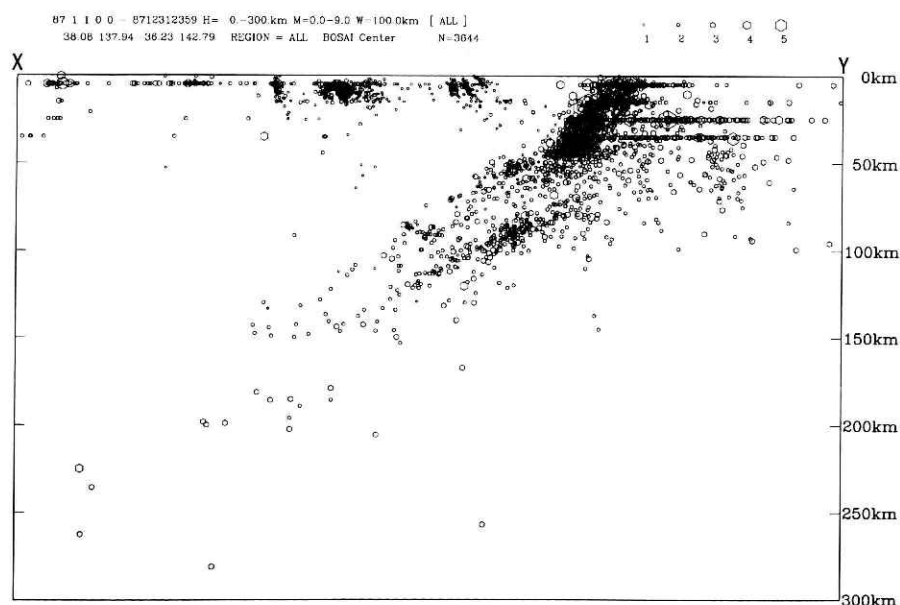


図4(a) 図3(a)の矩形部XYの震源断面図(防災科学技術研究所)

Fig. 4(a) Vertical cross section of the hypocenter distribution for the XY region in Fig. 3(a) (by NIED).

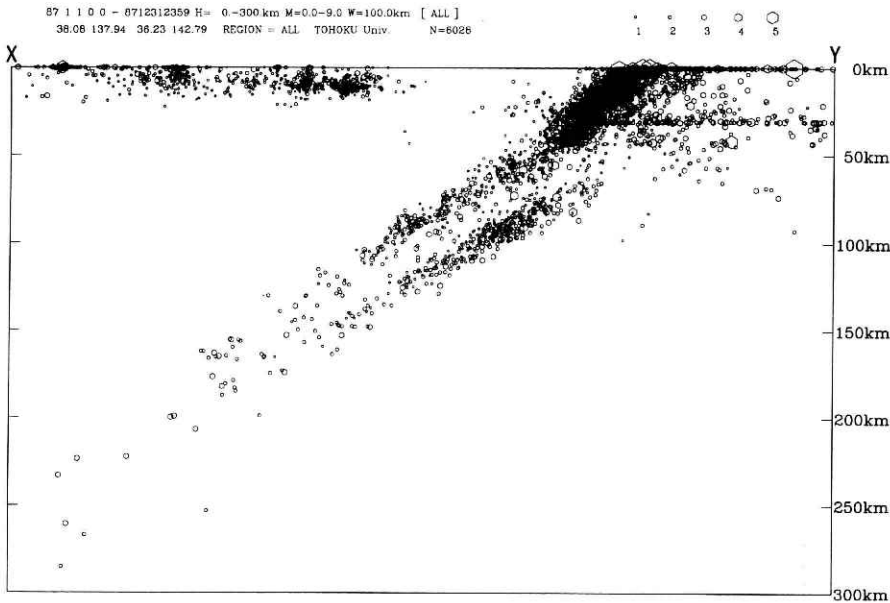


図 4 (b) 図 3 (b) の矩形部 XY の震源断面図 (東北大学)

Fig. 4(b) Vertical cross section of the hypocenter distribution for the XY region in fig. 3 (b) (by Tohoku University).

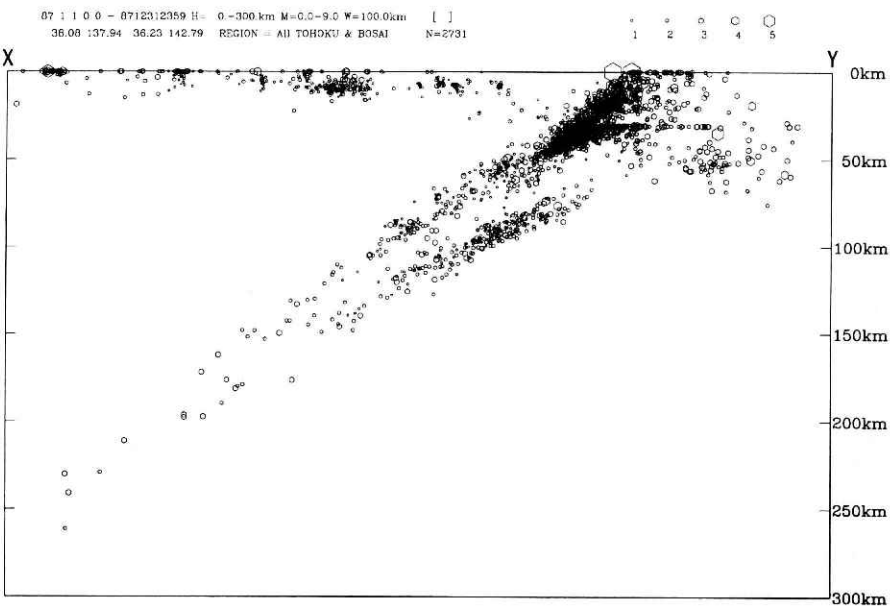


図 4 (c) 図 3 (c) の矩形部 XY の震源断面図 (併合処理)

Fig. 4(c) Vertical cross section of the hypocenter distribution for the XY region in Fig. 3 (c) (determined by the combined network).

北大震源では二重深発地震面の形状も明瞭であり、広い領域を見ているにも関わらず上面、下面の地震がそれぞれ 20 km 程度の厚さに分布している。防災科研震源では、50 km 以浅とそれより深い部分とでは二重深発地震面の上面の地震分布の傾斜が異なって見えるが、再決定震源はかなり滑らかに連続して分布しているように見える。また、深い地震の分布のばらつきが少なくなっており、これらの地震は上面の地震の分布の傾斜を深い方に滑らかに延長した線に沿って分布しているように見える。下面の地震は 150 km 程度までは明瞭に続いている。

防災科研震源では、東北大震源と比べると栃木—茨城県境付近に浅発地震が密集して発生している領域が見られるが、これらは自然地震ではなく、発破である。

図 5 に、1981 年 1 月から 1987 年 12 月までの 7 年間の

深さ毎の震央分布を示す。それぞれ a) 防災科研震源、b) 再決定震源であり、震源の深さを 0-40, 40-100, 100-120, 120-140, 140-160, 160-180, 180-200 km に分けた。0-40 km の地殻を含めた浅い地震の分布では、防災科研震源と比較して再決定震源の方が空間的集中度が高く、茨城県西部の 3 カ所や日立市付近等の発破も狭い領域に集中して決定されていることがわかる。40-100 km の震央分布では、防災科研震源に比べ再決定震源は福島県で西方へ移動している。100-160 km の震源についても同様の傾向が見られる。160-180 km の震央分布では、再決定震源にだけ新潟県新発田市直下にやや深発地震の密集域が認められる。

1981 年 1 月から 1987 年 12 月までの 7 年間の再決定震源について、図 6 の枠で囲んだ幅 56 km、長さ約 550

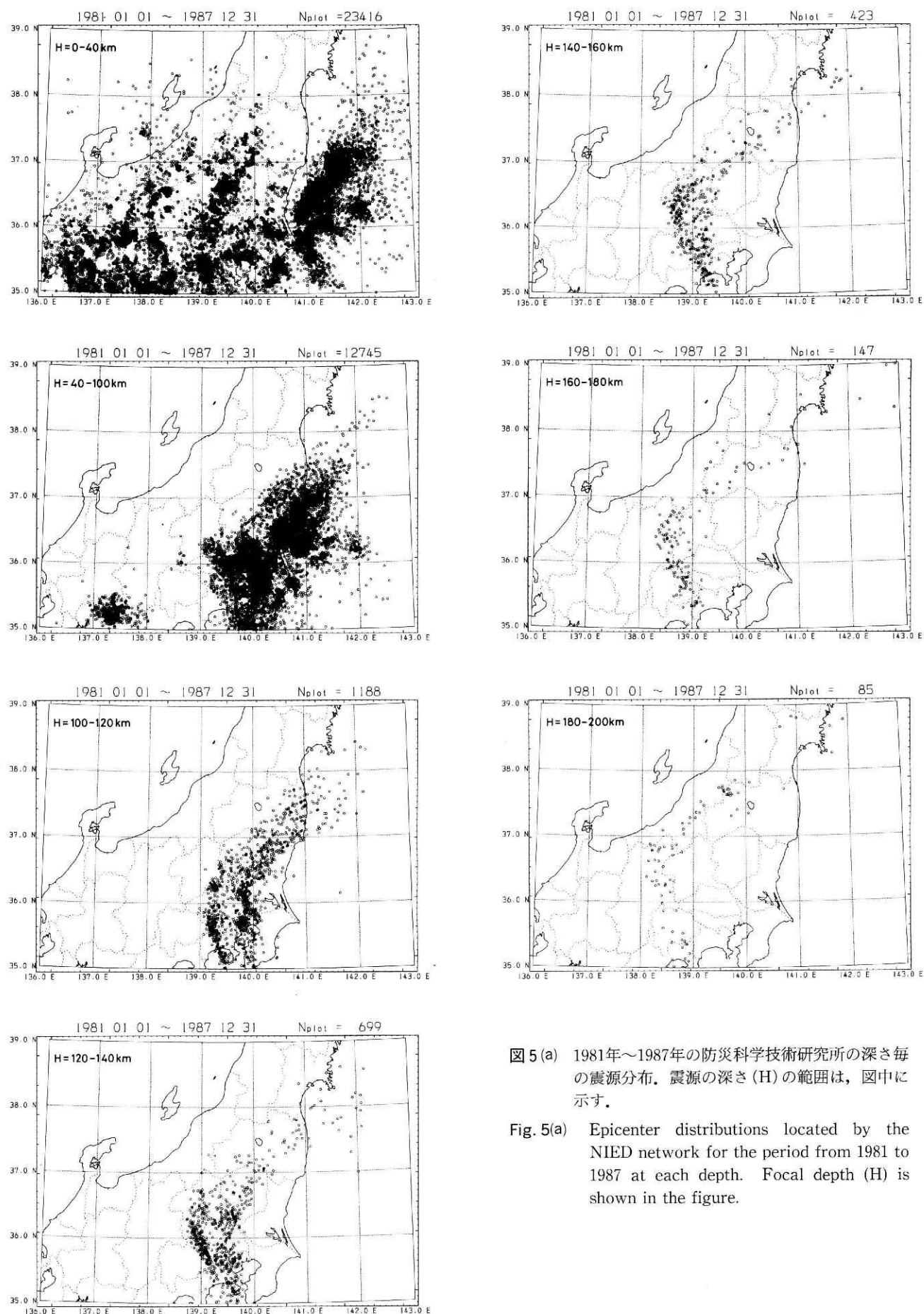


図5(a) 1981年～1987年の防災科学技術研究所の深さ毎の震源分布。震源の深さ(H)の範囲は、図中に示す。

Fig. 5(a) Epicenter distributions located by the NIED network for the period from 1981 to 1987 at each depth. Focal depth (H) is shown in the figure.

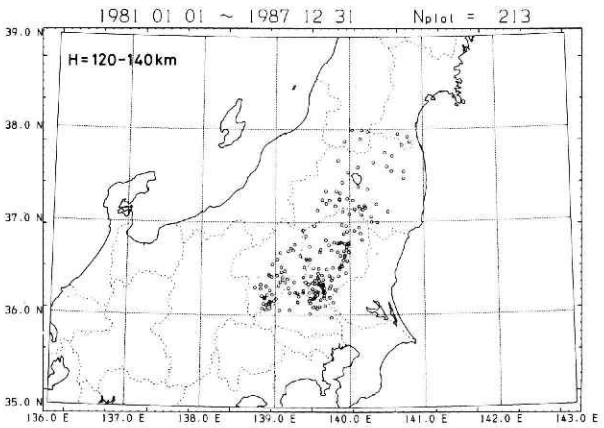
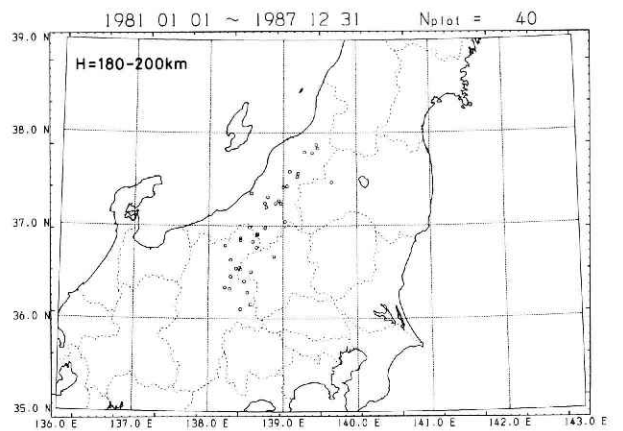
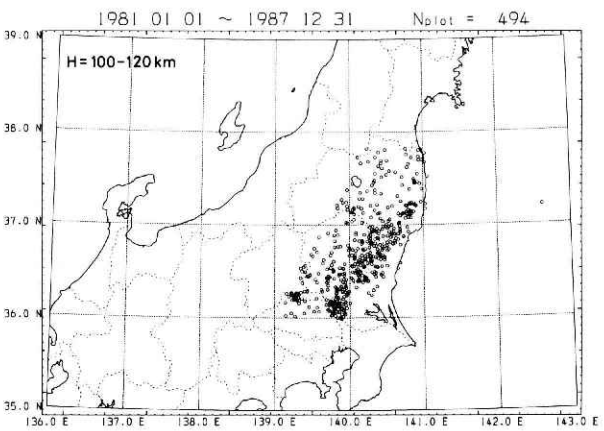
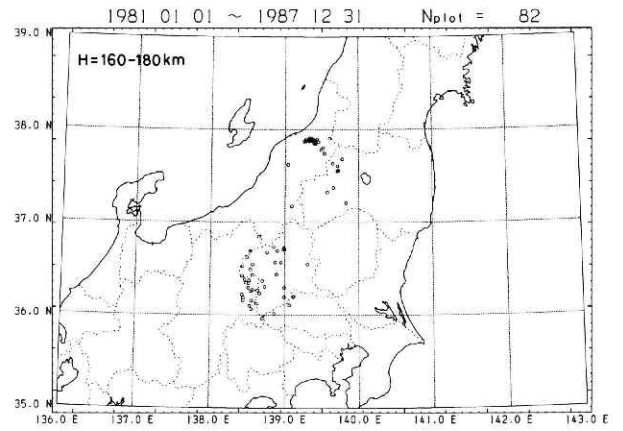
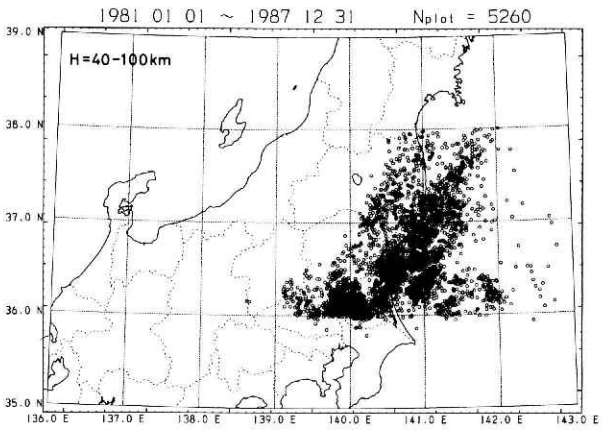
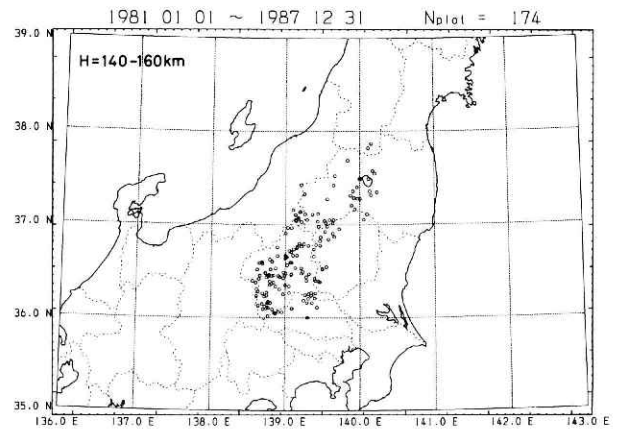
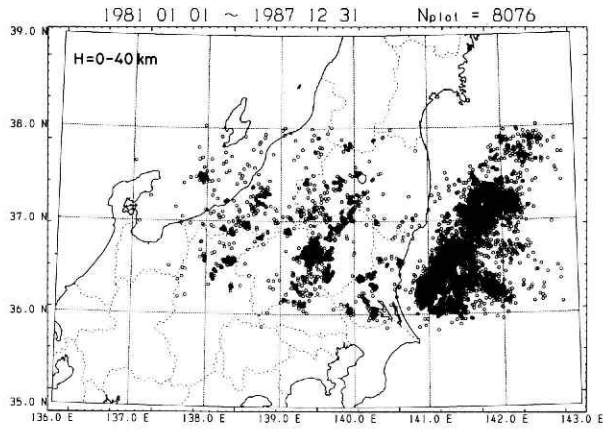


図5(b) 1981年～1987年の併合処理結果の深さ毎の震源分布。震源の深さ(H)の範囲は、図中に示す。

Fig. 5(b) Epicenter distributions relocated for the period from 1981 to 1987 at each depth. Focal depth (H) is shown in the figure.

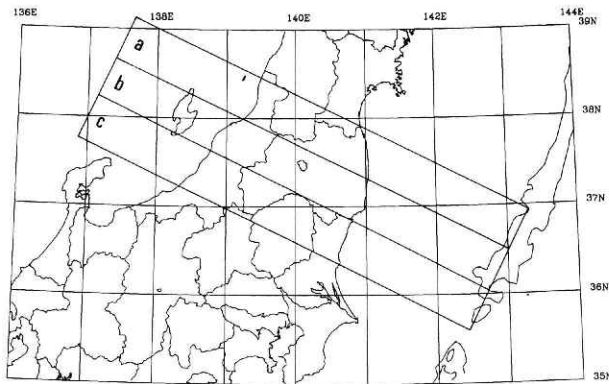


図6 震源断面図のインデックスマップ

Fig. 6 Index map for the vertical cross sections.

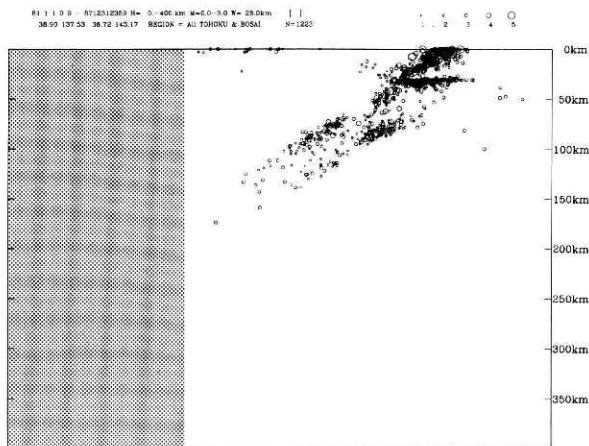


図7(a) 図6の矩形aに対応する併合処理結果の震源断面図

Fig. 7(a) Vertical cross section of the relocated hypocenter distribution for the region a in Fig. 6.

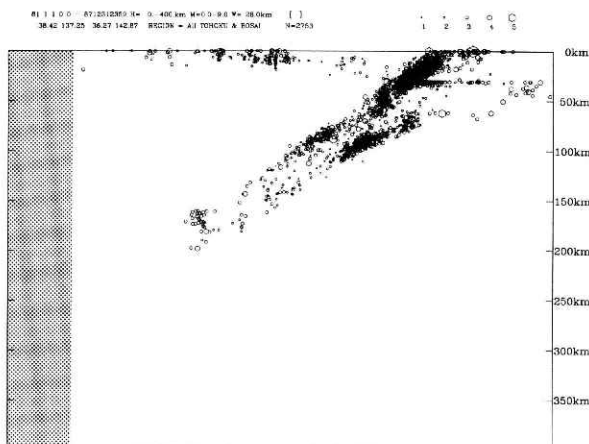


図7(b) 図6の矩形bに対応する併合処理結果の震源断面図

Fig. 7(b) Vertical cross section of the relocated hypocenter distribution for the region b in Fig. 6.

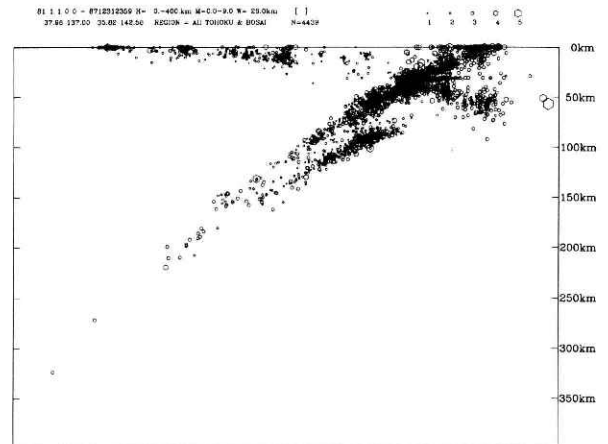


図7(c) 図6の矩形cに対応する併合処理結果の震源断面図

Fig. 7(c) Vertical cross section of the relocated hypocenter distribution for the region c in Fig. 6.

kmの短冊型の領域の鉛直断面を図7(a)~(c)に示す。領域a, bの福島県の海岸線付近においては深さ55~70 km付近で上面の地震活動が低下しているところがあり、その直下の下面では地震活動が活発である。逆に、下面のさらに深い部分では地震活動が低下しており、その直上の上面では地震活動が活発であり、両者は相補的な分布をしている。この傾向は、領域a, bにおいて特に顕著である。

3. 東北地方南部から関東地方にかけてのやや深い地震の震源再決定

データの併合処理によって防災科研の観測網の外側であった東北地方南部における震源決定精度が向上して地震の密集域が明瞭となっただけでなく、深い地震の決定精度も向上した。この節では、さらに範囲を広げて東北地方南部から関東地方にかけてのやや深発地震の震源再決定を行い、詳細な震源分布を調べることにした。

対象とした地震は東北大で決められた震源の深さが100 km以深のものとし、データの併合方法や、震源決定法は前述のものと全く同じである。再決定された地震の総数は2,649個である。図8に1981年1月から1987年12月までの7年間の深さ100 kmから700 kmまでの震央分布を示す。それぞれ、(a)防災科研震源、(b)東北大震源、(c)再決定震源であり、選択条件は震源時刻の誤差1.0秒以内、緯度・経度の計算誤差0.1°以内、深さの計算誤差10 km以内、観測点数8点以上のものである。防災科研の震央分布は、北緯37度以北では決定されている地震の数が少ない。東北大の震央分布は、北緯34度以南ではばらつきが大きく、海溝軸より分布している。石川県北西沖の地震は防災科研より多く決まっている。再決定震源は東北地方においては防災科研の震央分布に比べてやや西方に分布している。関東地方では防災科研の分布

と良く似た分布をし、伊豆諸島から山梨県東部を経て長野県東部へと続く火山フロントに沿うやや深発地震の分布がより明瞭に認められる。また、愛知県の三河湾付近から南東方向に延びるような分布が見られる。

図9に示すように、海溝軸に直交する幅100 km、長さ約1,000 kmの領域1~14を取り、各領域内の地震の鉛直断面を図10(防災科研震源)、図11(東北大震源)、および図12(再決定震源)に示す。

防災科研震源は、領域1, 2の東北地方ではばらついており、数も少ない。領域3から二重深発地震面の存在が明瞭となり、これは領域9まで認めることができる。下面の存在が認められる深さの範囲は約90 kmから170 kmまでである。領域6の前後では二重深発地震面の終端部の深さ約150 kmから200 km付近にかけて地震の空白域が顕著に認められる。領域10から南では二重面は認められず、面の傾きが急になっている。

東北大震源では、領域1~3の東北地方における二重深発地震面が明瞭であり、深さ500 kmを越える地震も決定されている。領域9より南側では二重深発地震面は認められず、南にゆくほど地震面の傾斜が急になって見えるのは防災科研の場合と同じである。北緯33度以南(領域11~14)では防災科研震源、東北大震源とも震源のばらつきが大きく、地震の数も少なくなっている。

再決定震源は、両方の観測網で共通に決められた地震のみ再決定を行っているため、それぞれの観測網内で比較すると決定された震源数は少ない。しかし、東北地方中央部(領域1, 2)でもその震源分布の特徴は東北大のそれと一致しており、例えば、領域2で二重面の上面の延長上深さ170 km付近に東北大震源と同様に震源の密集域が認められる。関東地方(領域4~9)では防災科研の震源分布の特徴とよく一致し、特に、深さ200 km以深

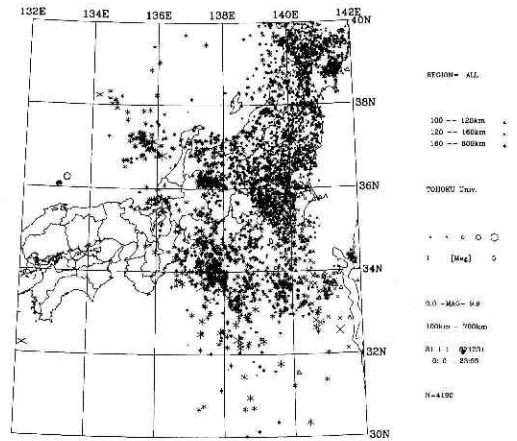


図8(b) 1981年~1987年の東北大学による深さ100km以深の震央分布図

Fig. 8(b) Epicenter distribution for the focal depth more than 100km located by the Tohoku University network for the period from 1981 to 1987.

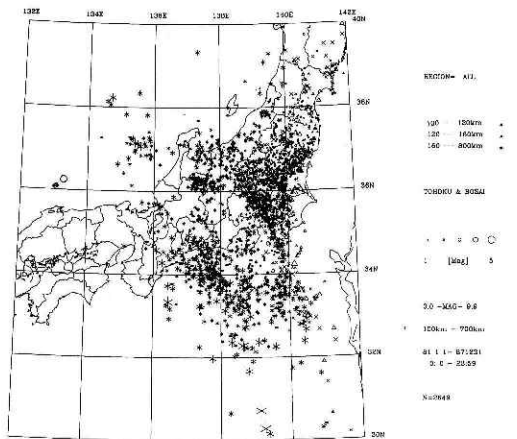


図8(c) 1981年~1987年の併合処理による深さ100km以深の震央分布

Fig. 8(c) Epicenter distribution for the focal depth more than 100km relocated by the combined network for the period from 1981 to 1987.

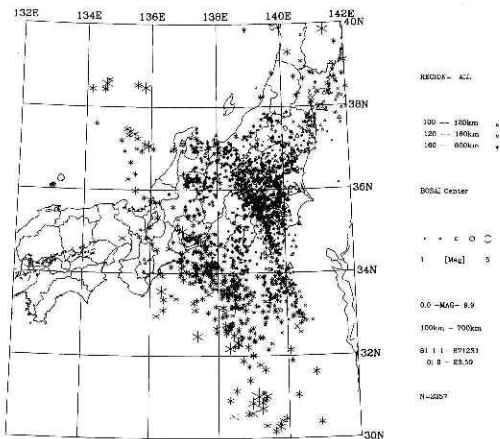


図8(a) 1981年~1987年の防災科学技術研究所による深さ100km以深の震央分布図

Fig. 8(a) Epicenter distribution for the focal depth more than 100km located by the NIED network for the period from 1981 to 1987.

で防災科研の震源分布にみられるばらつきが減少する傾向が明らかである。領域4~5の深さ約300 kmから370 kmにかけての地震の空白域が再決定震源では一層明瞭に認められる。また、領域10の深さ約340 kmから410 kmにかけて、地震の密集域が認められ、この深さから深発地震面の傾斜がやや緩やかになっている。北緯33度より南側(領域11~14)では、300 km以深の地震が防災科研震源より浅く決まる傾向にある。また、東北大の震源分布に比べると、南にいくほど再決定震源は海溝側に移動する傾向がみられる。

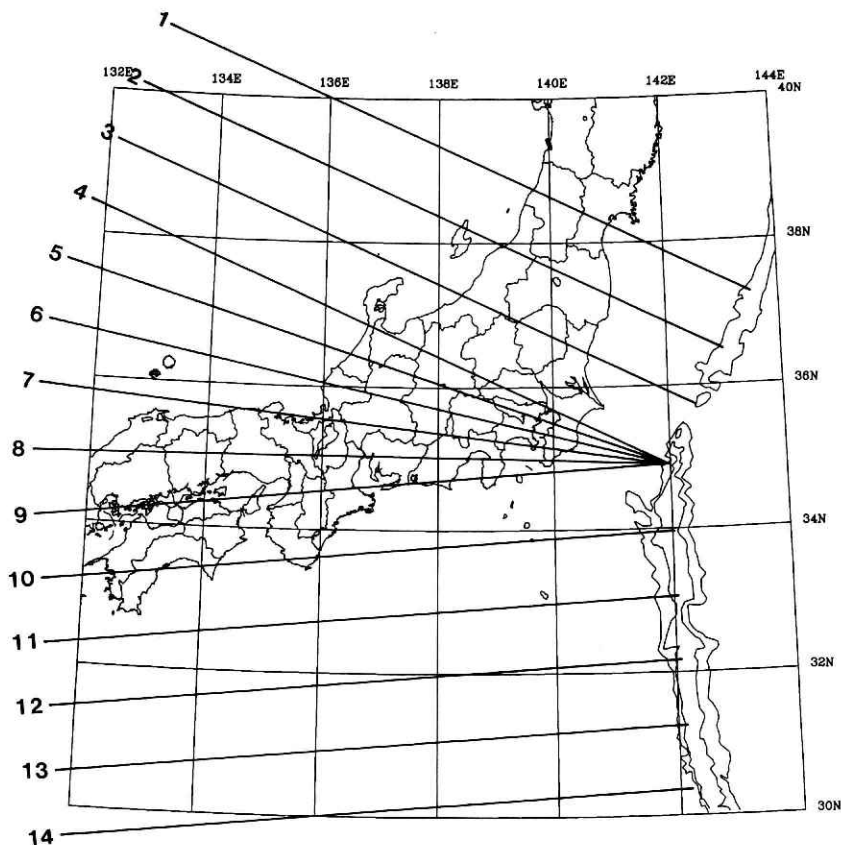


図9 震源断面図のインデックス
スマップ

Fig. 9 Index map for the
vertical cross sec-
tions.

4. 議論

防災科研、東北大学の地震観測網の境界域でのデータを併合処理した結果、再決定された震源の精度は飛躍的に向上した。特に、防災科研震源では50 km以浅とそれより深い部分とでは二重深発地震面の上面の地震の震源分布の傾斜が異なって見えたが、再決定震源では滑らかに連続している(図4(a)~(c))。併合処理によれば、深い地震の分布のばらつきも少なくなっており、これらの地震は上面の地震の分布の傾斜を滑らかに深い方に延長した線に沿って分布している。これらの結果は、沈み込み帯のテクトニクスを考えるうえでより重要な情報をもたらすものと考えられる。50 kmより浅い海域の地震については、これより深い太平洋プレートの境界を示す震源分布の延長上に位置し、かつ面的に分布しているのでそのほとんどがプレートの沈み込みに関係するものであると考えられる。更に、空間的にバラついていた地震活動が併合処理した結果、集中した地震活動(クラスター)として認識されるようになり、地震活動等の議論に重要な情報を提供することができた(図3(c))。

北大、弘前大、および東北大学の各観測網データの併合処理によって、北海道から東北地方に至るほぼ全域にわたって二重深発地震面が連続して存在することが確かめられた(長谷川ほか, 1983)ように、高精度データの広域処理(併合処理)は沈み込む太平洋プレートの大規模な形状を調べるのに適している。ここでは、東北日本弧~伊豆・ボーニン弧にかけての広い領域の二重深発地震面の存在について調べてみた結果、再決定震源において

も二重深発地震面が明らかに認められるのは図9の領域8または9までであり、これより南側の領域ではその存在が認められなかった。図12の領域9, 10の断面図を見比べてみると、深さ約180 kmまで、すなわち二重深発地震面が存在する範囲の深発地震面の傾斜角は、それより深い領域での深発地震面の傾斜角と明らかに異なっている。東北日本弧と伊豆・ボーニン弧とは沈み込み帯のテクトニクスの性質が変わっていることを示唆しているのかもしれない。二重深発地震面が南側で消滅するかどうかは、観測網の検知能力や震源決定精度をさらに検討して、今後も考察を進めていきたい。

震源再決定された地震の鉛直断面図から求めた二重深発地震面の上面の等深線を図13に示す。今回の併合処理の範囲外である北緯37度以北については、海野・長谷川(1982)の等深線を用いた。宇津(1977)によるISCデータを用いた等深線と比較すると、100 kmの等深線はISCデータによる等深線より西方に約40~80 kmずれているが、200 kmの等深線はほぼ一致している。300 kmの等深線は東方に約50~90 kmずれている。このずれは震源決定に用いる速度構造の違いよりも、島弧-海溝系に起因する速度構造異常が震源決定にもたらす影響の度合いが観測網の大きさによって異なるため(海野, 1988)と考えられる。

東北日本弧と伊豆・ボーニン弧の会合部から能登半島西方に延びる深発地震面の尾根が認められるが、この尾根の北側と南側では地震の起こり方が異なっており、南側では地震活動が活発である(図13)。

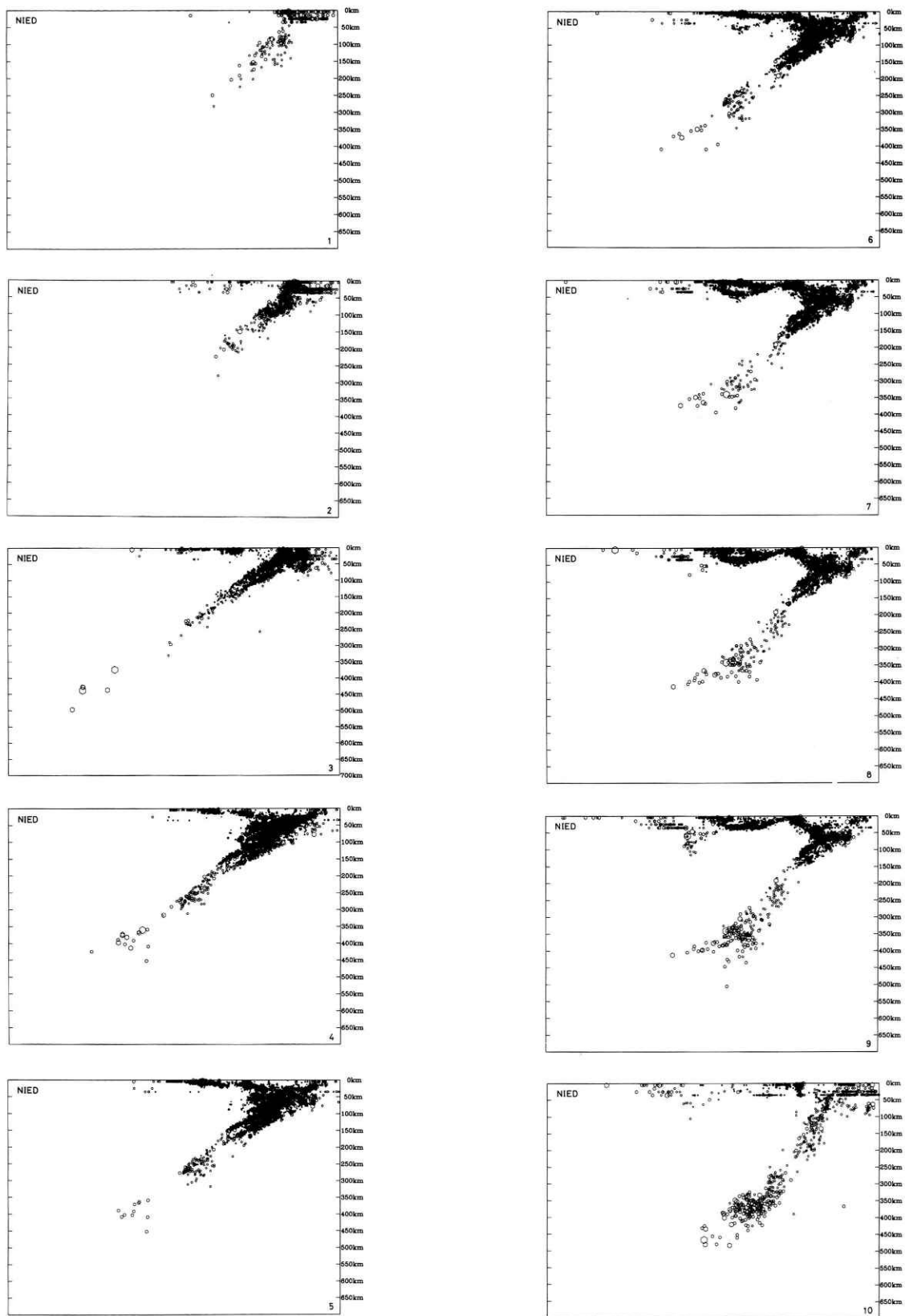


図10 防災科学技術研究所の震源断面図（断面図の右下端の番号が図9の番号に対応）

Fig. 10 Vertical cross sections of the hypocenter distribution located by the NIED network (The index number given at the lower right of each figure corresponds to that shown in the index map of Fig. 9).

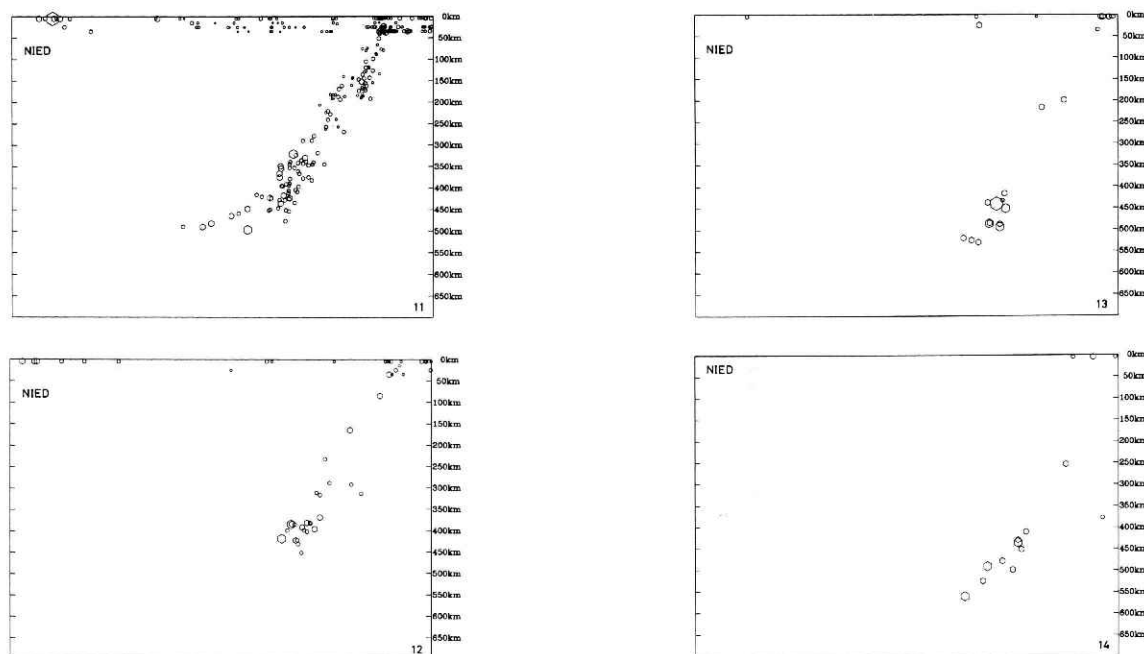


図10 防災科学技術研究所の震源断面図（断面図の右下端の番号が図9の番号に対応）

Fig. 10 Vertical cross sections of the hypocenter distribution located by the NIED network (The index number given at the lower right of each figure corresponds to that shown in the index map of Fig. 9).

5. おわりに

関東地方は房総沖でプレートが三重会合する場所として知られている。太平洋プレートが日本海溝から陸側プレートの下に沈み込み、一方、両者の間に潜り込むようにフィリピン海プレートが相模トラフから沈み込んでおり、これらのプレートの相互作用によって震源分布が複雑である。東北地方においては東北大、関東地方においては防災科研の微小地震観測網が整備され、各々の観測網内の地震については詳細な研究が進められてきたが、観測網から外れる地震については震源決定精度が良くないため十分な議論は出来なかった。また、震源決定に用いている速度構造の違いや観測点配置によるデータの偏りのため、複数の機関の震源をそのまま合わせて広い領域の震源分布を見ることはできない。こうした状況のもとで、東北大と防災科研の高精度地震観測データを併合することによって、両観測網の境界領域だけでなく、観測網の外側に発生した地震や深発地震でも精度良く震源を決定することができた。併合処理によって得られた太平洋プレートの形状は、三重会合付近を含めて、従来の研究と同等以上の精度をもつと考えられる。しかし、東北地方南部から関東・東海地方という広域の観測網の観測データを処理・解析するのに、水平方向に一樣な速度構造を用い、沈み込むプレート等による速度構造の不均質性は考慮していない。この様な速度構造の不均質性を考慮した、震源の絶対精度の向上の研究も進める必要があろう。

謝辞

本研究は、科学技術庁の国内留学制度によって行われたものである。留学に際し、お骨折りを戴いた高橋博所長（当時）他、当所管理部の皆さん、留学先として許可し、ご指導を戴いた東北大学高木章雄教授（当時）をはじめ東北大学地震予知・噴火予知観測センターのスタッフの方々に心より感謝を捧げます。また松村正三地震前兆解析室長には、本論を執筆するうえで終始有用な助言を、笠原海溝型地震研究室長は本論の改善の為の議論をいただいた。厚くお礼申し上げます。

参考文献

- 1) 浜田和郎・大竹政和・岡田義光・松村正三・山水史生・佐藤春夫・井元政二郎・立川真理子・大久保正・山本英二・石田瑞穂・笠原敬司・勝山ヨシ子・高橋 博 (1982): 関東・東海地域地殻活動観測網—国立防災科学技術センター。地震2, **35**, 401-426.
- 2) 長谷川昭・海野徳仁・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷 悟・田中和夫・澤田義博 (1983): 北海道および東北地方における微小地震の震源分布—広域の観震データの併合処理—。地震2, **36**, 129-150.
- 3) Hasegawa, A., N. Umino and A. Takagi (1978): Double-planed structure of deep seismic zone in the Northeastern Japan Arc. Tectonophysics, **47**, 43-58.
- 4) Ishida, M. (1992): Geometry and relative motion of the Philippine sea plate and Pacific plate beneath the

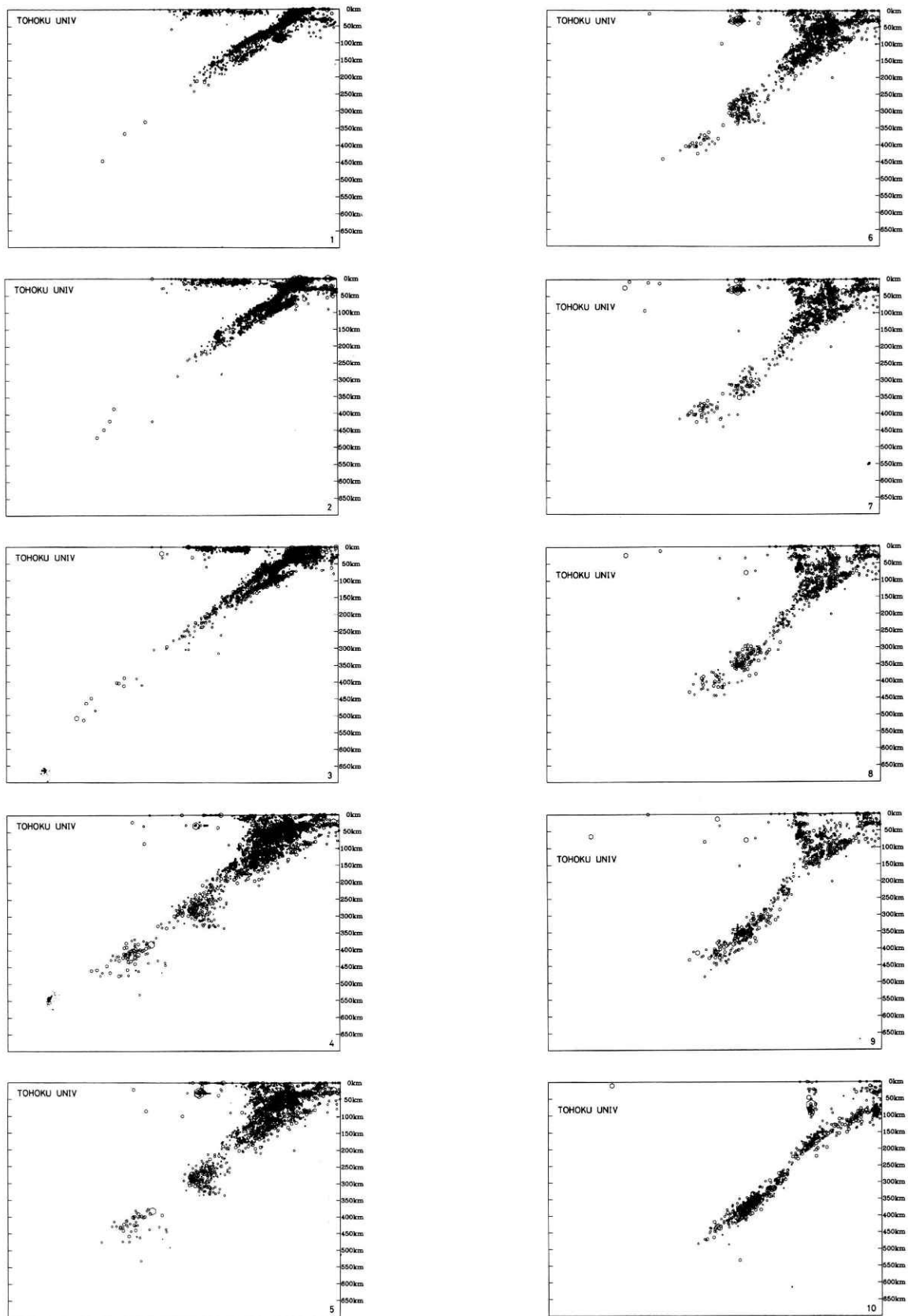


図11 東北大学の震源断面図（断面図の右下端の番号が図9の番号に対応）

Fig. 11 Vertical cross sections of the hypocenter distribution located by the Tohoku University network (The index number given at the lower right of each figure corresponds to that shown in the index map of Fig. 9).

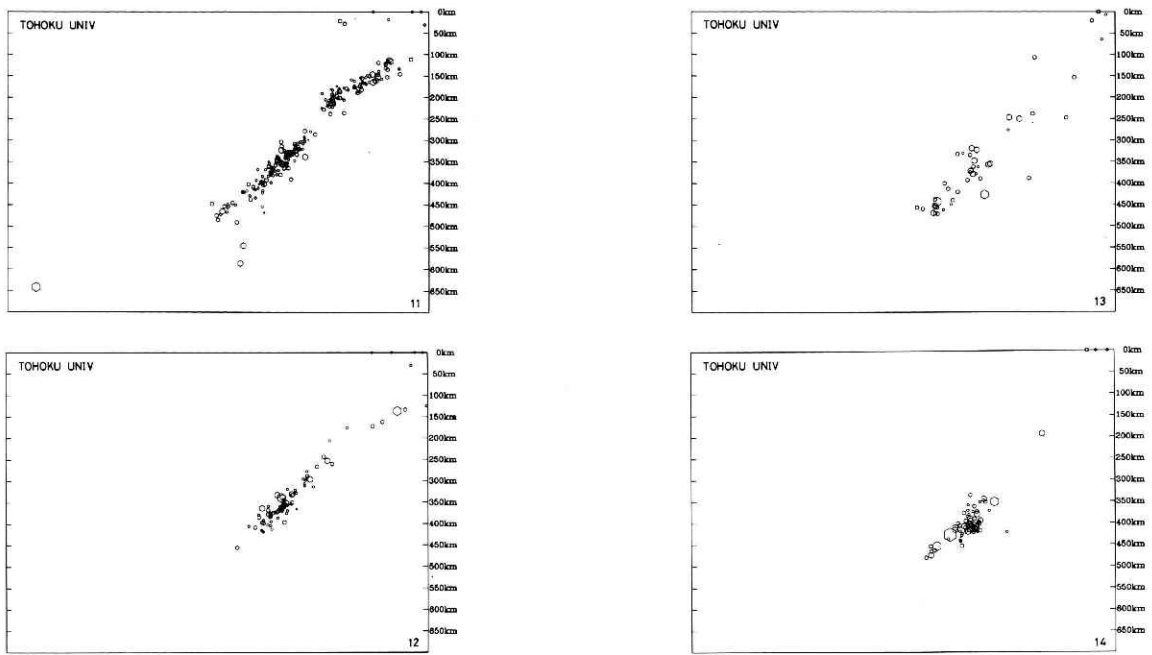


図11 東北大学の震源断面図（断面図の右下端の番号が図9の番号に対応）

Fig. 11 Vertical cross sections of the hypocenter distribution located by the Tohoku University network (The index number given at the lower right of each figure corresponds to that shown in the index map of Fig. 9).

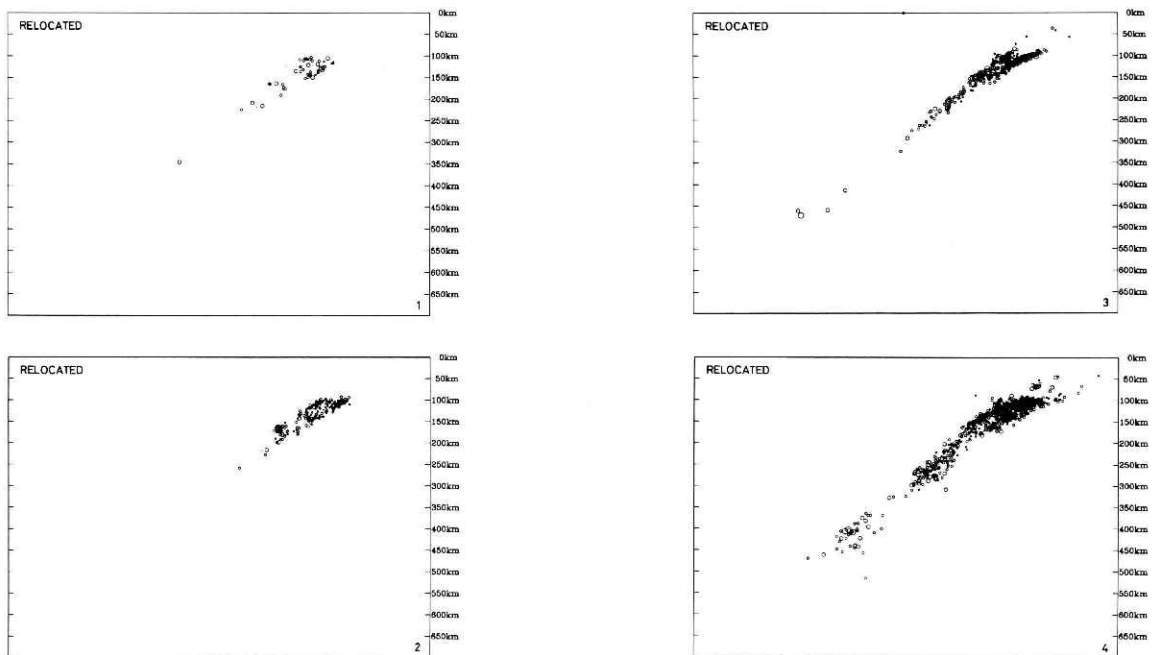


図12 併合処理による震源断面図（断面図の右下端の番号が図9の番号に対応，深さ100km以深）

Fig. 12 Vertical cross sections of the hypocenter distribution relocated by the combined network (The index number given at the lower right of each figure corresponds to that shown in the index map of Fig. 9. Depth ≥ 100 km).

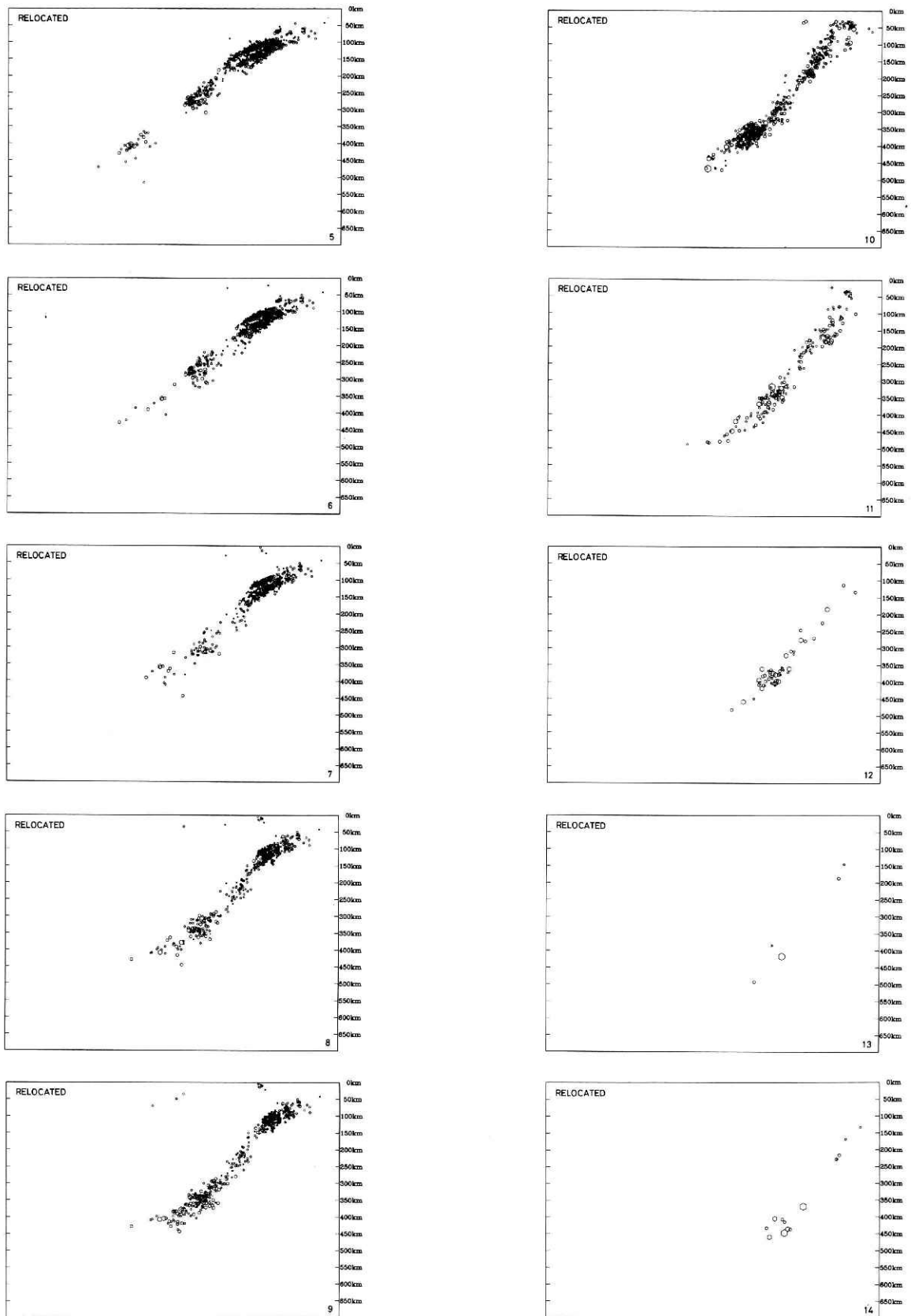


図12 併合処理による震源断面図（断面図の右下端の番号が図9の番号に対応，深さ100km以深）

Fig. 12 Vertical cross sections of the hypocenter distribution relocated by the combined network (The index number given at the lower right of each figure corresponds to that shown in the index map of Fig. 9. Depth ≥ 100 km).

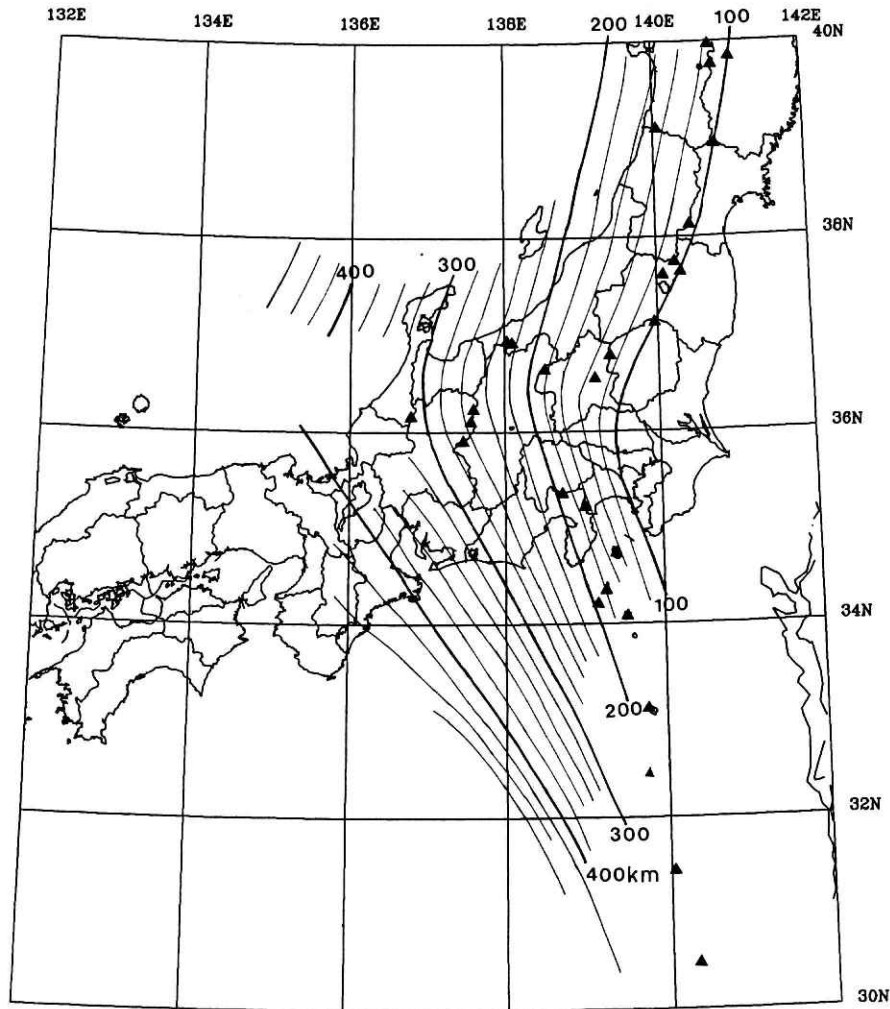


図13 併合処理により得られた太平洋プレート上面の等深線図。黒三角は、主な火山を示す。

Fig. 13 Contour map for the upper surface of the Pacific plate. Solid triangles indicate the main volcanoes.

- Kanto-Tokai district, Japan, J. Geophys. Res., **97**, 489-513.
- 5) 笠原敬司 (1985): プレートが三重会合する関東・東海東海地域の地殻活動様式, 国立防災科学技術センター研究報告, **35**, 33-137.
 - 6) 松村正三 (1984): 微小地震観測網の検知能力の評価について—国立防災科学技術センター関東・東海地殻活動観測網—, 地震 **2**, **37**, 475-489.
 - 7) 大久保正 (1984): 地震の規模別頻度から推定した防災センター微小地震観測網の震源決定能力の推定, 地震学会講演予稿集, No. 2, 260.
 - 8) 津村建四朗 (1967): 振動継続時間による地震のマグニチュードの決定, 地震 **2**, **20**, 30-40.
 - 9) 鶴川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司 (1984): 関東・東海地域地震観測網による震源決定方法について, 国立防災科学技術センター研究速報, **53**, 1-88.
 - 10) 海野徳仁・長谷川昭 (1975): 東北日本にみられる深発地震面の二層構造について, 地震 **2**, **28**, 125-139.
 - 11) 海野徳仁・長谷川昭 (1982): 東北日本弧における二重深発地震面と発震機構, 地震 **2**, **35**, 237-257.
 - 12) 海野徳仁 (1988): 東北日本弧における微小地震活動特性とサイスモテクトニクス, 東北大学博士学位論文.
 - 13) 宇津徳治 (1977): 地震学, 共立全書, 286 P.
 - 14) 渡辺 晃 (1971): 近地地震のマグニチュード, 地震 **2**, **24**, 189-200.

(原稿受理: 1995年9月18日)